第46卷 第2期
2023年2月

干旱区地理
ARID LAND GEOGRAPHY

Vol. 46 No. 2
Feb. 2023

祁连山西段老虎沟流域消融季径流变化特征研究

晋子振[1,2]， 秦 翔[1]， 赵求东[3]， 李延召[1,2]， 刘宇硕[1]，
陈记祖[1]， 王利辉[1,2]， 王 强[1]

（1. 中国科学院西北生态环境资源研究院冰冻圈科学国家重点实验室/祁连山冰川与生态环境综合观测研究站，甘肃 兰州 730000；2. 中国科学院大学，北京 100049；3. 中国科学院西北生态环境资源研究院内陆河流域生态水文重点实验室，甘肃 兰州 730000）

摘 要：基于祁连山西段老虎沟流域断面的径流数据与大本营气象站的气象资料，对冰川区径流与气象要素之间的相关性进行了分析，并建立了多元指数非线性回归方程对径流进行重建以弥补缺失径流，此外，对冰川区径流的年际、季节、日尺度的变化特征进行了分析。结果表明：(1) 冰川区径流量与气温的相关性最高0.86，其次是水汽压(0.81)、相对湿度(0.46)、降水量(0.27)，径流受气温影响最大。(2) 21世纪观测资料显示日平均径流量为2.10 $m^3\cdot s^{-1}$，较20世纪50年代末的1.65 $m^3\cdot s^{-1}$有所增加，主要因消融季气温上升0.75 ℃所致，强消融期(7、8月)径流量的年际变化较大，消融期初(5、6月)和末(9月)年际变化较小。消融季5—9月产流占比分别为5.3%、16.1%、37.3%、35.1%、6.2%。(3) 多元指数非线性回归方程可以较好地模拟日径流量(纳什效率系数平均为0.70)，补充缺失径流后，对于径流的日变化，消融期初和末日变化较小，而强消融期径流的日变化较大。对于径流的时滞效应，老虎沟流域消融季各月径流呈现“谷-峰”的日变化特征，消融期初和末气温达到最大值与径流达到最大值的时间间距较大，而强消融期较小，在消融期初的6月两者相差最大为3 h。明晰冰川融水变化特征对干旱区水资源管理，生态保护及社会经济可持续发展具有重要意义。

关 键 词：径流重建；气候变化；径流变化；老虎沟流域
文章编号：1000-6060(2023)02-0178-13(0178~0190)

冰川作为“固体水库”是河流补给与农业灌溉的重要水资源来源[1]，同时是反应气候变化的天然记录器和预警器[2]。冰川及其融水是中国西北干旱区重要的水资源，对维系本地区生态平衡与社会经济可持续发展具有重要的意义[3-4]。全球气候变暖，已使全球大多数冰川出现萎缩。祁连山西段自小冰期至1956年冰川面积减小幅度为16.9%，冰川储量减少14.1%，1956—1990年冰川仍以退缩为主，此时段冰川面积和储量减少量占1956年的10.3%和9.3%[5]。老虎沟12号冰川是祁连山区最大的山谷冰川，自1957年以来呈退缩状态，1960—2015年末端后退了402.96 m，长度从10.1 km减少到9.7 km[6]，冰川变化势必对干旱区水资源造成重要影响。随着冰川变化，冰川融水对水资源的补给也发生了变化，这一变化呈现“先增后减”的趋势，如在叶尔羌河流域模拟发现自1968—2017年以来，冰川径流总体呈增加的趋势，且占总径流的比重为51.1%[7]，“先增后减”的拐点还未出现。冰川径流“拐点”出现时间与流域冰川大小和多少有关，冰川覆盖率低、以小冰川为主的流域，拐点已出现，如石羊河流域[8]，天山北坡玛纳斯河流域和呼图壁河流域，以及青藏高原的怒江源、黄河源和澜沧江源[9-10]；以较大

收稿日期：2022-05-02； **修订日期：**2022-08-15
基金项目：青藏高原第二次科考项目(2019QZKK020103)；国家自然科学基金项目(41871059)；甘肃省自然科学基金重大项目(18JR4RA002)；中国科学院战略性先导科技专项(XDA2002010202)资助
作者简介：晋子振(1993-)，男，博士研究生，主要从事冰冻圈水文模拟研究. E-mail: jinzizhen@lzb.ac.cn
通讯作者：秦翔(1973-)，男，研究员，主要从事冰川与全球变化研究. E-mail: qinxiang@lzb.ac.cn

冰川为主的流域在未来10~20 a会出现冰川融水拐点，如天山南坡的库车河和木札特河、祁连山疏勒河及长江源等[9-10]。此外，冰川融水也容易造成自然灾害，如冰湖溃决洪水与冰川泥石流。因此，了解冰川区水文变化特征，量化当前和未来干旱区冰川融水的贡献对水资源管理和灾害防治有重要的意义。

冰川融水、季节积雪融水、降雨和地下水是冰川区径流的主要来源[11]。然而，产流除了受气象因素的影响外，也会受到下垫面、冰下排水系统、冰川表面河网及冻土活动层的影响。由于观测条件的局限性，对产汇流的物理过程认识是有限的。到目前为止，基于度日和能量平衡的水文模型可以模拟和预测冰川区径流变化，如分布式能量平衡模型、分布式增强度日模型和降水-径流-蒸散发模型[12-13]。然而，在高寒山区由于观测条件的限制，缺乏较为详细的水文、冰川和气象数据，大多数水文模型的实用性受到限制[14]。在实际应用中，基于气象要素与径流之间的关系进行评估与预测径流是非常重要的。时间序列的相关性分析是确定径流与气象要素之间关系的重要方法。相关研究在冰川区已经建立了径流与气象要素之间的回归关系并总结了利用水文气象数据发展的各种回归模型[15-16]，这些结果表明利用气象变量可以成功模拟冰川区径流。老虎沟流域位于祁连山西段高海拔山区，自然条件恶劣，径流观测仪器(水位计)在夏季易受到河道砾石撞击从而导致部分径流数据缺失。此外，老虎沟流域的相关研究仅集中在某一年份的径流变化研究且仅考虑气温、降水恢复缺失数据[17-18]。

因此，在高寒山区，建立径流与各气象要素之间的回归模型对径流时间序列的延长，缺失数据的弥补及不同时间序列径流的分析有至关重要的意义。此外，以往的研究侧重冰川区径流的年际变化，针对径流的季节、日变化的综合特征缺少系统分析。本研究基于架设在老虎沟12号冰川末端和大本营之间断面的8 a水文数据和大本营气象站的气象数据，采用了统计的方法分析了径流与气象要素之间的关系，建立了多元指数非线性回归模型来重建径流，以弥补径流缺失部分。其次，对径流的年际、季节、日变化以及径流的时滞效应进行了系统性综合分析。

1 研究区概况

老虎沟流域位于青藏高原东北祁连山西段的疏勒河上游，地理位置为96°31′~96°33′E、39°25′~39°30′N之间(图1)。流域全年受北半球中纬度的西风带控制，常年低温，降水量丰富，流域水文断面设定在大本营和12号冰川末端之间，海拔为4192 m，水文断面控制4~14号冰川，冰川编号为5Y448D0004-6Y448D0014[17]，为大陆性冰川。根据第一次冰川编目，老虎沟流域冰川面积为24.49 km^2[19]。现有断面为2015年开始投入使用，直至现在，流域控制面积约37.59 km^2，依据第一次冰川编目，流域冰川覆盖率为65.15%；2012—2014年断面位于现在断面的东侧约5~10 m，流域控制面积约37.58 km^2，流域冰川覆盖率为65.17%；2009—2011年断面位于现有断面的下游约20 m，流域控制面积约37.67 km^2，流域冰川覆盖率为65.01%。水文断面变化前后，其控制的流域面积变化不大，流域冰川覆盖率变化亦不大，约为65%，故水文断面处观测的径流可以反映冰川径流变化。其中，老虎沟12号冰川是祁连山最大的山谷型冰川，长度为9.7 km，面积为20.37 km^2，该冰川的流向为西北—东南，海拔范围为4250~5483 m。近年来随着全球气候变暖，冰川已经经历了大量的物质损失与退缩，在过去的50 a间，12号冰川退缩了403 m，面积减少约1.54 km^2[6]。对于平衡线而言，平衡线的平均海拔为4380 m[20]，但它在2010—2012年已经上升到5015 m[21]。

2 数据与方法

2.1 气象和水文监测

老虎沟流域在海拔4180 m、4550 m和5040 m分别架设了自动气象站，本研究选取海拔4180 m大本营处的气象站进行数据分析(图1)。自动气象站使用Campbell数据采集器CR1000和型号为HMP45C的气温传感器(精度为±0.2 ℃)，降水记录使用T200B自动雨雪量计，精度为0±0.1 mm，每10 s采集一次数据，30 min输出一次平均值，降水采用叶柏生等[22]提出的中国降水误差观测及修正方法进行修正。1959—1960年气温、降水量和径流量数据均为历史观测资料。水文监测主要是对流速和水位的

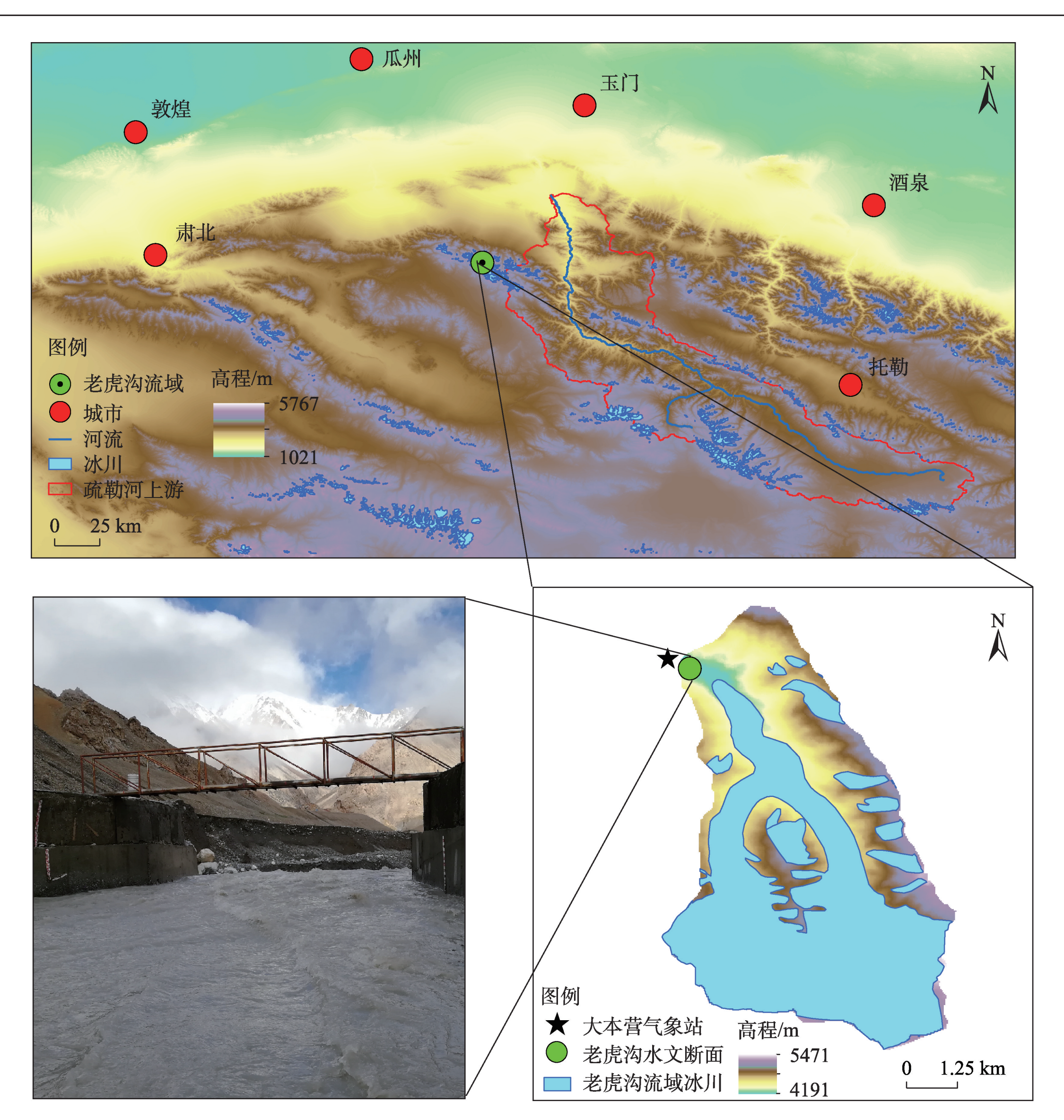


图1 研究区概况

Fig. 1 A sketch of the study area

监测,流速采用重庆华正水文仪器厂生产的LS25-1型旋桨式流速仪进行测量,水位采用HOBO压力水位计进行观测,同时在断面侧面用水尺进行验证,从而获得水位-流量关系曲线计算消融季的流量。本研究采取的主要水文数据为:1959年5月1日—9月20日、1960年5月1日—9月3日、2009年5月1日—8月13日、2012年5月1日—7月6日和7月24日—9月30日、2013年5月1日—9月30日、2015年5月11日—9月12日、2016年5月11日—8月31日、2018年6月12日—8月27日。

2.2 研究方法

采用自相关系数与互相关系数来分析径流自身及其与气象要素的相关性,自相关与互相关系数计算公式分别为:

$$R_k=\frac{\sum_{i=1}^{n-k}\left(X_i-\overline{X}\right)\left(X_{i+k}-\overline{X}\right)}{\sum_{i=1}^{n}\left(X_i-\overline{X}\right)^2} \tag{1}$$

$$r_k=\frac{\sum_{i=1}^{n-k}\left(X_{i+k}-\overline{X}\right)\left(Y_{i+k}-\overline{Y}\right)}{\sqrt{\sum_{i=1}^{n}(X_i-\overline{X})^2}\sqrt{\sum_{i=1}^{n}(Y_i-\overline{Y})^2}} \tag{2}$$

式中:R_k为自相关系数;n为时间序列数据的个数;k为时滞数;X_i为时间序列日数据;$\overline{X}$为时间序列日数据的平均值;X_{i+k}为时滞为k的时间序列日数据;r_k为互相关系数;Y_{i+k}为时滞为k的时间序列日数据;

Y_i为时间序列日数据；$\bar{Y}$为时间序列数据平均值。

采用变异系数来量化时间序列数据的离散程度，计算公式如下：

$$C_v = \frac{\sqrt{\frac{1}{n-1}\sum_{i=1}^{n}(X_i - \bar{X})^2}}{\bar{X}} \times 100\% \tag{3}$$

式中：C_v为变异系数；n为数据个数。

采用纳什效率系数和相对误差来评估模拟径流量与观测径流量之间的拟合效果，计算公式如下：

$$E_f = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{n}(Q_{obs} - Q_{mod})^2}{\sum_{i=1}^{n}(Q_{obs} - Q'_{obs})^2} \tag{4}$$

$$E_r = 100 \times \frac{\left(\sum_{i=1}^{n} Q_{mod,i} - \sum_{i=1}^{n} Q_{obs,i}\right)}{\sum_{i=1}^{n} Q_{obs,i}} \tag{5}$$

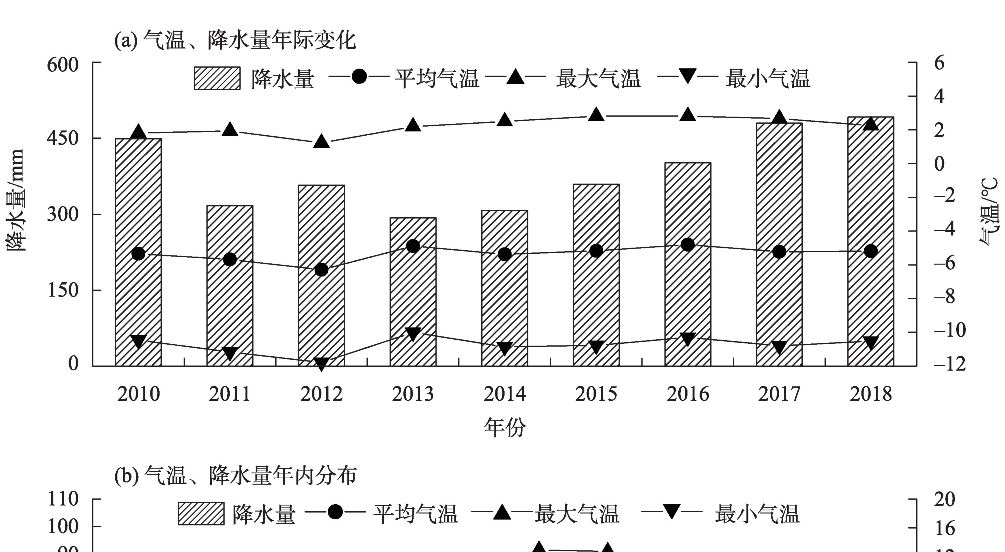
式中：E_f为纳什效率系数；E_r为相对误差；Q_{obs}为观测值；Q_{mod}为模拟值；Q'_{obs}为观测值的平均值。

3　结果与分析

3.1　气温、降水变化特征分析

气象观测中气温和降水的观测对水文研究非常重要，它们是水文模型得以发展的基础。在高海拔地区，由于地形复杂，环境恶劣，气象观测比较少[23]。然而，高海拔地区作为江河的发源地，降水对径流贡献较大，冰川区冰川融水对气温也比较敏感。此外，气温与降水的时空分布不同于平原地区。因此，加强高海拔地区的气象观测对分析气候变化背景下山区径流量的变化至关重要。老虎沟大本营气象站观测表明，2010—2018年平均气温为-5.33 ℃，年均最大、最小气温分别为2.24 ℃、-10.74 ℃，年平均降水量为383.9 mm。2012年平均气温、最大气温与最小气温为最低值。年平均、最大、最小气温变化均比较平缓，降水量在2013年之前整体呈下降的趋势，但在2013年之后呈逐年上升的趋势(图2)。

老虎沟大本营气象站观测显示，5月逐渐出现日平均气温大于0 ℃的天数，10月日平均气温基本



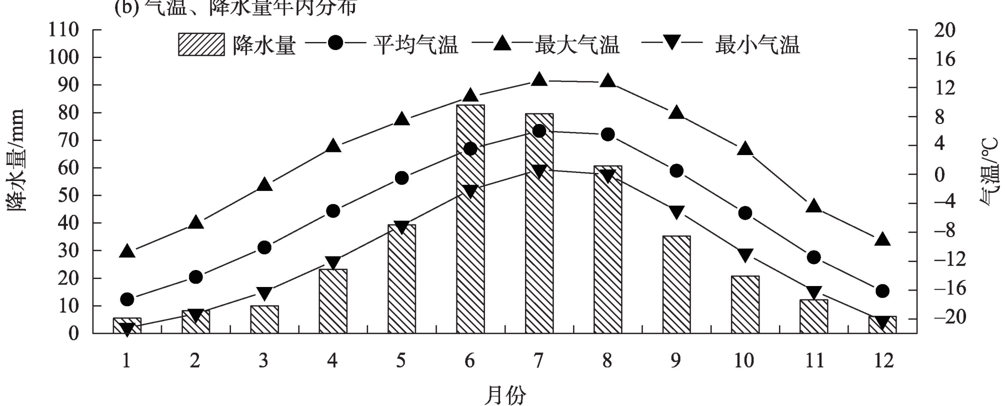


图2　老虎沟流域气温、降水量变化

Fig. 2　Variations of the temperature and precipitation in Laohugou Basin

均小于0 ℃,因此在本研究区内主要的消融季为5—9月,7—8月为强消融期。对于消融季来说,日平均气温为3.05 ℃,日最大气温是12.22 ℃,最小气温是−3.53 ℃。消融季5—9月月平均气温分别为−0.50 ℃、3.55 ℃、6.00 ℃、5.53 ℃、0.50 ℃;最大气温分别为7.46 ℃、10.73 ℃、12.93 ℃、12.75 ℃、8.34 ℃;最小气温分别为−7.05 ℃、−2.11 ℃、0.66 ℃、0 ℃、−4.98 ℃。消融季5—9月平均降水量为39.3 mm、82.8 mm、79.6 mm、60.7 mm、36.3 mm,占全年总降水量的77.5%。7月之前气温呈逐渐上升的趋势且在7月达到最大值,7月之后逐渐减小;降水量在6月之前呈增加的趋势且在6月达到最大值,6月之后逐渐减小(图2)。

3.2 径流量与气象要素之间的关系

为厘清气象要素对冰川区径流的影响,对径流量与气温、降水量等指标的相关性进行了分析。图3a为时滞0~3 d径流量的自相关,径流量的自相关系数在0.82~0.93之间变化且随着时滞的增加呈减小的趋势。较高的径流量自相关系数表明,在冰川区冰川作为"固体水库"对径流量的响应起主导作用,即某一天的径流量与前一天的径流量高度相关。图3b~f为径流量与气象要素之间的相关性,分析表明:径流量与气温和水汽压在时滞为0~3 d时有较强的相关性,与气温的互相关系数在0.76~0.86之间变化,气温升高,带来大量的冰川融水,气温是控制冰川区径流的主要因素。与水汽压的互相关系数在0.76~0.81之间变化,水汽压是空气中水汽所产生的分压力,间接表示大气中水汽含量,大气中水汽含量较大,水汽压就较大。水汽作为重要的温室气体之一,可以通过吸收太阳短波辐射和长波辐射及发射长波辐射改变地气系统的辐射收支,进而影响地气系统[24]。大气中水汽压增加,意味着空气中水汽含量增加,会吸收更多的地面长波辐射并发射向地面,使得地表增温,从而增加融水径流,故径流量与水汽压相关性较大。与相对湿度的互相关系数在0.42~0.46之间变化,相对湿度是空气中的水汽压与相同温度下饱和水汽压的百分比,即相对湿度也是通过水汽压间接影响径流量,因此相关性较水汽压弱。径流量与降水量相关性较弱,与降水量互相关系数在0.12~0.27之间变化,即随着降水的增加,径流量只是微弱的增加,冰川上的降水主要以雪的形式发生,反照率增加,从而抑制冰川的消融,使得消融量减少。如果是液态降水,其转化为径流的量小于气温升高导致的冰川消融对径流的补给[17],因此相关性较弱。与短波辐射无相关性,随着时滞的增加,除了短波辐射,其他要素与径流量的相关性

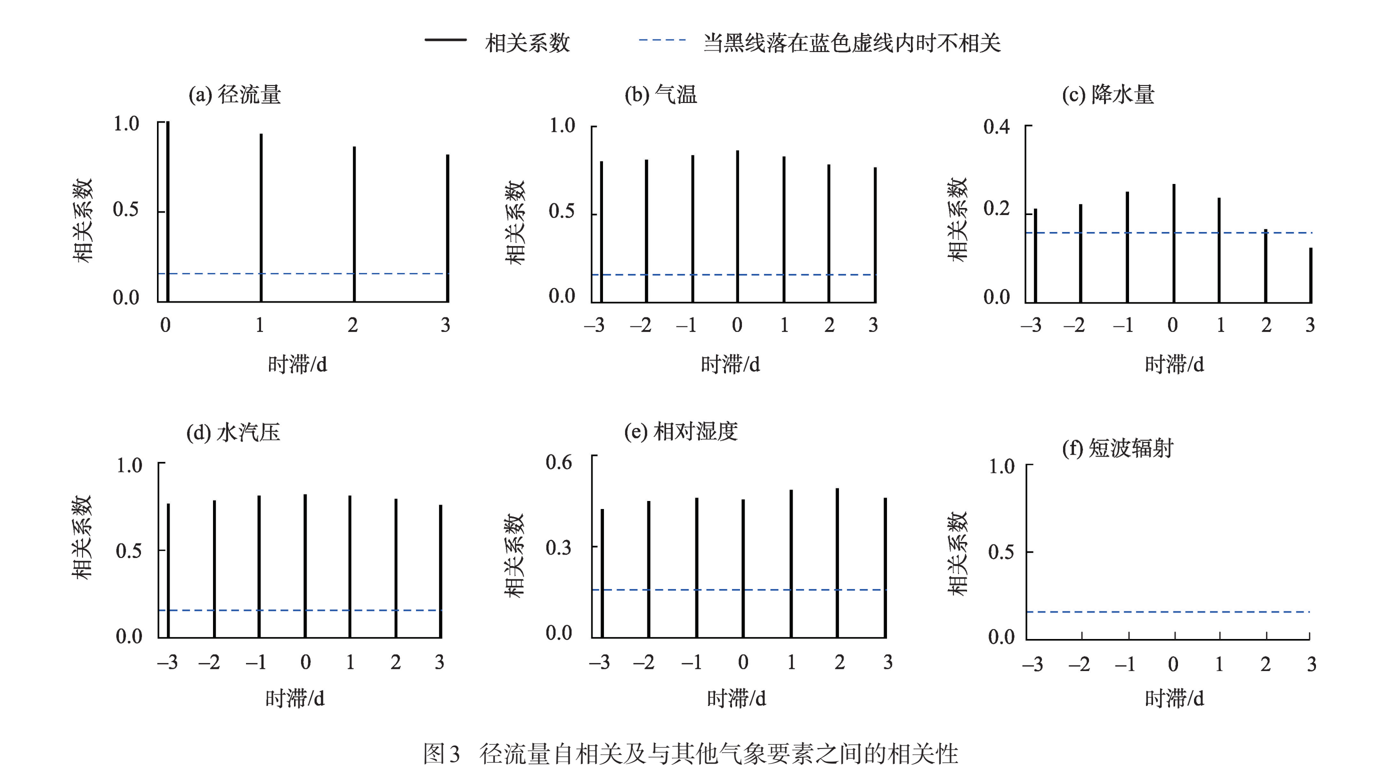


图3 径流量自相关及与其他气象要素之间的相关性

Fig. 3 Runoff autocorrelation and correlation with other meteorological elements

随着时滞的增加均有不同程度的降低。总体来看，径流量与气温、水汽压及相对湿度呈正相关，与降水量呈微弱的正相关，这与Kang等[11]在天山及Li等[25]在Parlung 4号冰川的研究结果一致。

由于在部分年份消融季径流数据短缺，因此，本研究建立了径流量与气象要素之间的多元回归方程来重建缺失部分的径流。参考相关研究，将气温、水汽压作为自变量得到多元指数非线性回归方程可以较好地模拟冰川区径流[25]，故本研究将径流作为因变量，气温、降水量、水汽压作为自变量时所得到多元指数非线性指数回归方程相关性最高，增加降水量后，模拟的效果较好。本研究分别建立了2012、2013、2015、2016、2018年不同年份消融季节及5个消融季平均状态下的多元指数非线性指数回归方程(表1)，由于2009年仅有气温和降水量的观测，故将气温和降水量作为自变量建立多元线性回归方程。结果发现，2009年由多元线性回归方程得到的R^2均小于由多元指数非线性回归方程的R^2。

由多年平均径流量与气象要素建立的多元指数非线性回归方程模拟2012、2013、2015、2016年和2018年各年消融季的径流量，各消融季的纳什效率系数分别为0.68、0.60、0.40、−0.10及0.10，平均为0.34；相对误差分别为−1.2%、19.1%、−15.2%、49.6%及38.2%，平均相对误差为18.1%。相反，由2012、2013、2015、2016年及2018年各年建立的多元指数非线性回归方程模拟的各消融季径流量的纳什效率系数分别为0.71、0.94、0.57、0.67及0.56，平均为0.70；相对误差分别为−1.3%、1.5%、0.5%、2.2%及−12.4%，平均相对误差为−1.9%。由此可知，各年回归方程模拟径流量的精度高于多年平均径流量与气象要素建立的回归方程所模拟的径流量精度(图4)。经比较，各年建立的方程模拟径流量效果在后2 a较差，多年平均状态建立的方程模拟径流量效果同样在后2 a较差，主要是因为随着消融季气温升高，冰下排水增加，干扰了径流量与气象要素之间的关系(河道改道，测流误差增加)。此外，模拟峰值误差较大，即模拟的峰值比实测的偏小(图4)，主要原因是由降水量、水汽压造成的，本研究利用大本营气象站数据作为输入(大本营数据时间按序列长且比较连续)，大本营气象站海拔为4180 m，而冰川海拔范围约为4250~5483 m，相关研究表明老虎沟流域降水量随着海拔的增加而增加[26]，冰川的降水量远大于大本营降水量，同时，冰川上的水汽压也大于大本营处的水汽压，故采用的降水量、水汽压输入偏小，模拟的结果也偏小；此外，冰下排水系统未考虑，使得断面流量偏小；由于本研究采用的是统计关系来模拟计算日径流量，不确定性与系统误差导致径流量与实测有差异。

3.3　径流量的年际、季节、日变化

根据重建的部分缺失径流，结合1959年与1960年的观测数据与现有数据，分析了实际观测径流在消融季的年际、季节和日变化，尽管水文断面位置略有变动，但基本维持在现有断面附近，处于同一海拔位置，汇水面积变化不大。此外，冰川末端观测的径流包括冰川消融区、积累区和裸露山坡产生的所有径流。当裸露山坡面积在冰川区所占比例较小时，冰川区径流与冰川融水径流相当。所以在不同时间观测的径流量可以用来分析时间序列的变化。1959、1960、2009、2012、2013、2015、2016年及2018年消融季的平均径流量分别为1.45 $m^3·s^{-1}$、

表1　各消融季及其平均状态下多元回归方程的建立

Tab. 1　Establishment of multiple regression equation in each ablation seasons and its average state

年份	方程	a	b	c	d	R^2
2009	$y=0.50t+0.40p$	−	0.50^{***}	−	0.40^{***}	0.51
2012	$y=0.44e^{(0.24t+0.02p+1.0v)}$	0.44^{***}	0.24^{***}	0.02^{***}	1.00	0.71
2013	$y=0.46e^{(0.20t+0.97v+0.003p)}$	0.46^{***}	0.20^{***}	0.97^{***}	0.003	0.94
2015	$y=1.17e^{(0.23t-0.71v+0.01p)}$	1.17^{***}	0.23^{***}	−0.71	0.01	0.57
2016	$y=0.30e^{(0.15t+2.17v+0.02p)}$	0.30^{*}	0.15^{***}	2.17^{***}	0.02^{**}	0.67
2018	$y=0.15e^{(0.19t+2.71v-0.01p)}$	0.15^{*}	0.19^{**}	2.71^{***}	−0.01	0.58
年均	$y=0.28e^{(0.24t+1.79v+0.02p)}$	0.28^{***}	0.24^{***}	1.79^{***}	0.02^{**}	0.89

注：R^2为决定系数；t为气温；p为降水量；v为水汽压；a为方程的系数；b、c、d分别为各个变量的系数。*、**、***分别表示显著性水平$P<0.05$、$P<0.01$、$P<0.001$。

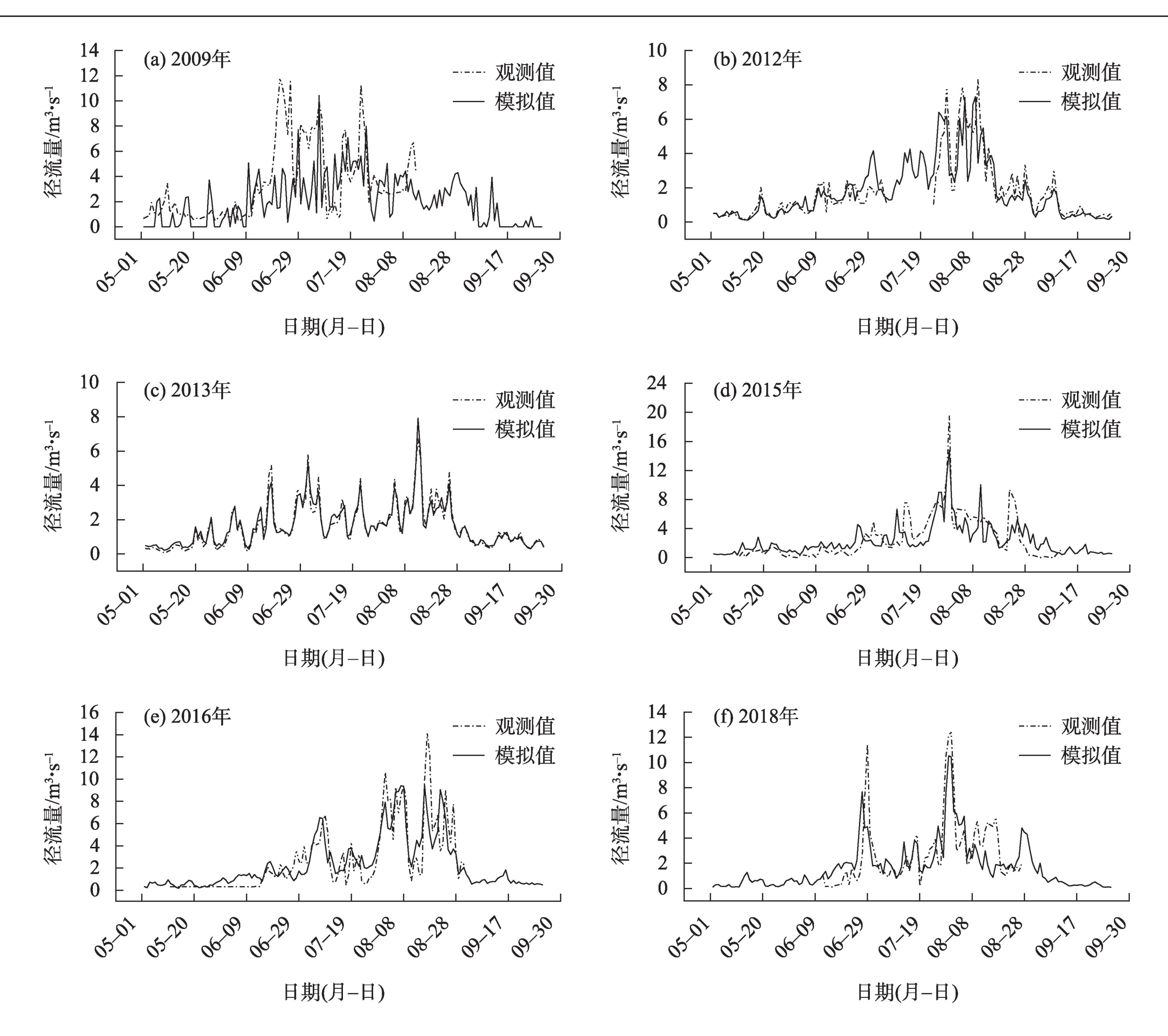


图4 径流量观测值与模拟值对比

Fig. 4 Comparison between the measured runoff and simulated runoff

1.85 $m^3 \cdot s^{-1}$、2.78 $m^3 \cdot s^{-1}$、1.80 $m^3 \cdot s^{-1}$、1.62 $m^3 \cdot s^{-1}$、2.30 $m^3 \cdot s^{-1}$、2.24 $m^3 \cdot s^{-1}$及1.84 $m^3 \cdot s^{-1}$。产流分别为529 mm、676 mm、1015 mm、657 mm、591 mm、840 mm、818 mm、671 mm。1959—1960年的平均径流量为1.65 $m^3 \cdot s^{-1}$、2009—2018年的平均径流量为2.10 $m^3 \cdot s^{-1}$，可见，21世纪消融季的平均径流量大于20世纪50年代末。为更好理解径流量的年际变化，采用变异系数来量化各消融季月均径流量的年际变化，5—9月各月的径流量变异系数分别为0.19、0.27、0.30、0.27及0.17，6—8月径流量变化较大。消融季变异系数平均值为0.24，表明整个消融季月径流量的年际变化较小。

径流量的季节变化：径流量从5月开始增加，在7月达到最大值，之后开始减小，8—9月减小的速率较快（图5）。5—9月月均产流分别为38.6 mm、112.2 mm、269.4 mm、253.4 mm、43.4 mm。就消融季各月的产流来说，7月产流最大，占消融季总产流的37.3%，其次是8月，约占35.1%，6月约占16.1%，5、9月分别约占5.3%、6.2%。相关研究也表明，对于大陆性冰川其径流量的最大值出现在7、8月，两月的径流量占全年径流量约为73%[16,27]，本研究结果为72.4%，研究结果基本一致。

径流量的日变化特征：图6描述了各消融季各月径流量日变化特征。从图中可以看出各消融季5月径流量开始增加，7、8月径流量达到最大值，9月径流量逐渐减少直至消失。在不同消融季的开始和结束，即5月和9月径流量日变化都比较小，径流曲线是较平缓的。在消融季的开始，径流量的日波动比较小，主要是由于较低的气温及季节性积雪造成。此时的融水主要是积雪融水且水量比较少，容

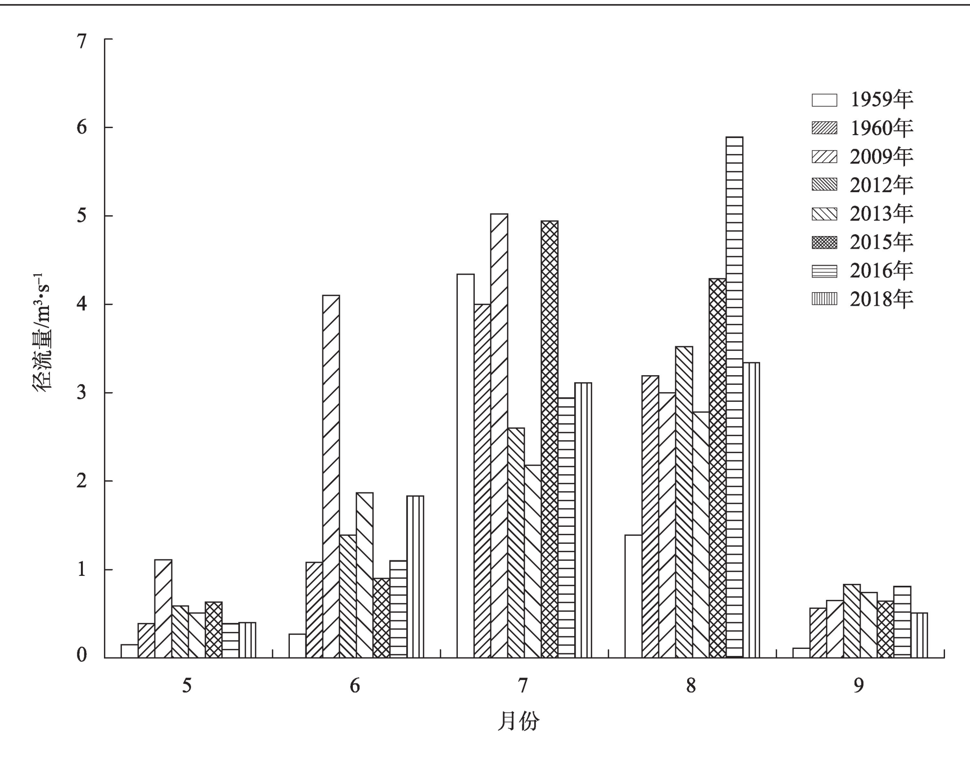


图5　消融季径流量变化

Fig. 5　Variation of runoff in the ablation seasons

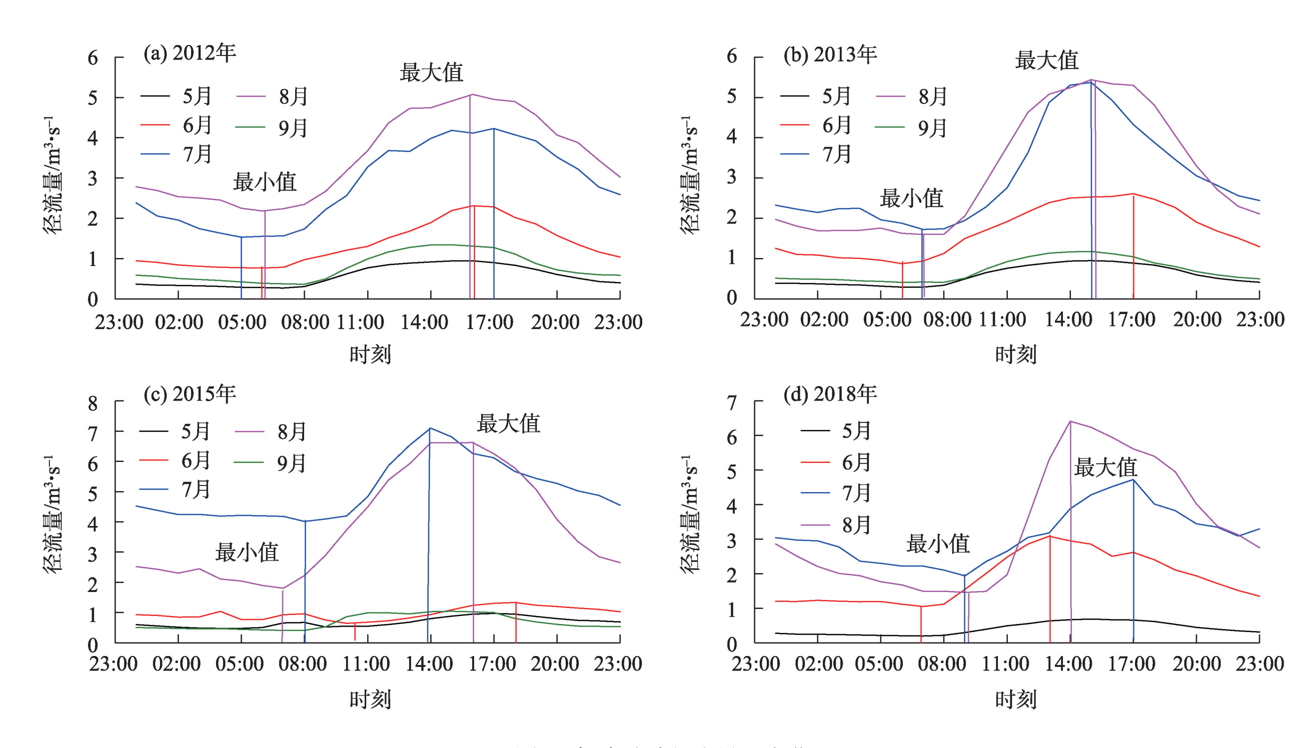


图6　各消融季径流量日变化

Fig. 6　Diurnal variation of runoff in each ablation seasons

易被积雪及冰川内部的管道所拦截，此外，融水在积雪层内发生再冻结。因此，在消融季的开始，径流量变化比较小（5、6月的标准差分别为0.20、0.46）。径流由冰川表面到达末端经历的时间较长，5、6月径流量达到最小值与最大值的时间分别为06:30与15:50、06:20与17:00，可见6月径流量到达末端时间有所延长。

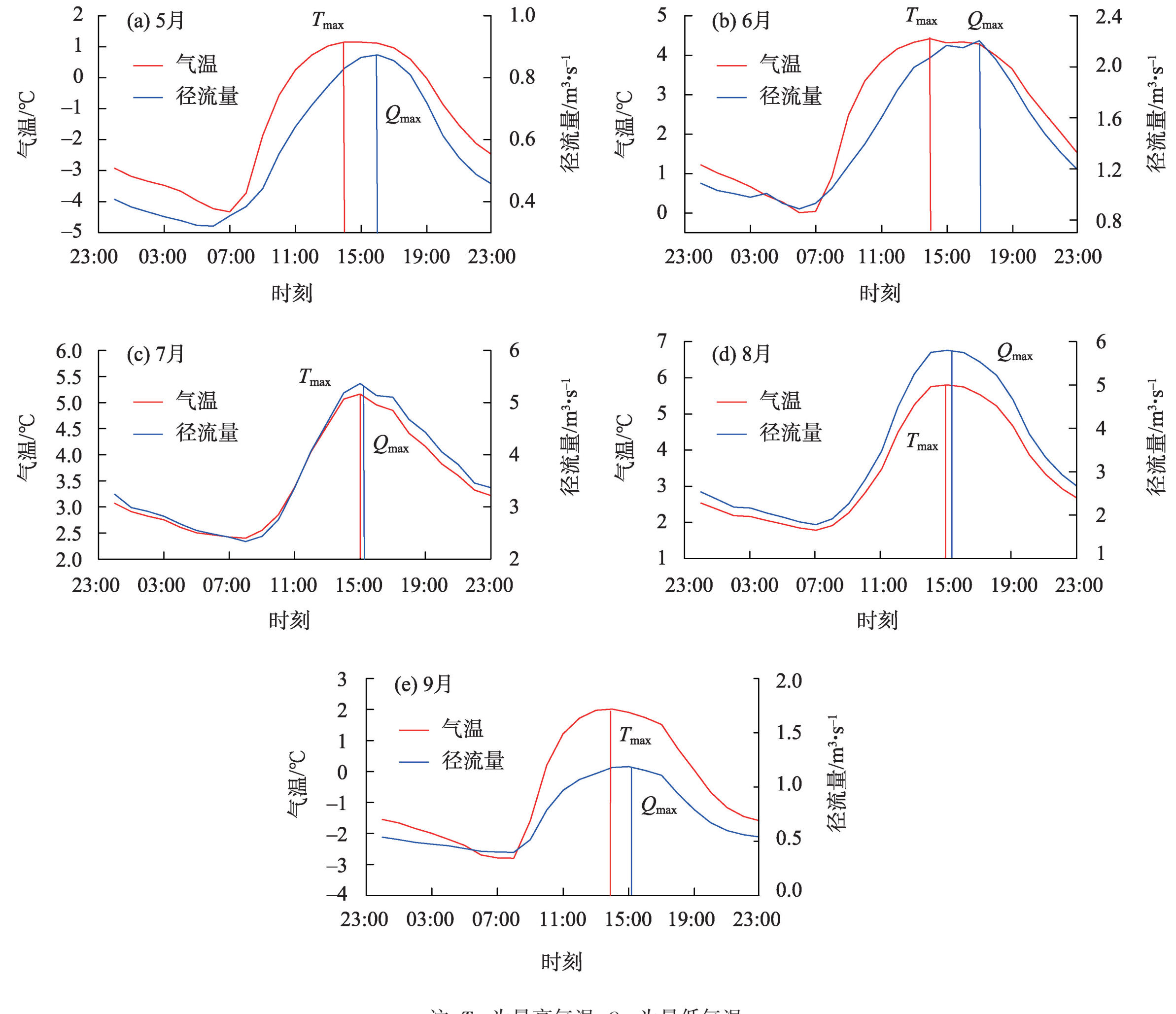
在强消融期径流量的日变化逐渐变大（7、8月

的标准差分别为1.00、1.43),尤其在7、8月径流量上升、下降均比较快。主要原因是气温升高、太阳辐射增强使得融水增加(冰川融水为主)。冰川融水受气温影响比较大,由于昼夜温差较大所以径流量日变化也比较大。另外,降雪量的减少与冰川表面水系的发展降低了冰川对融水的拦截作用,使得融水的日变化更强。7、8月径流量达到最小值与最大值的时间分别为07:20与15:50、07:20与15:20。相比6月径流到达末端时间有所提前。

至消融期末,即9月,随着气温的降低及降雪的发生,冰川融水减少,径流量的日变化相比强消融期大幅减小(标准差仅为0.28)。虽然此时冰川上降雪量有所增加,但积雪会在很短的时间内消融,尤其当天气状况比较好(晴天)的时候,径流到达末端的时间会比强消融期有所提前,主要是由于较发达的冰层表面水系。此时,径流量达到最小值与最大值的时间为07:00与15:00。

3.4 径流的时滞效应

冰川径流的时滞指日内气温达到最大值与径流量达到最大值之间的时间间距。图7为消融季各月气温及各月径流量的日变化,并标注了最大气温(T_{max})与最大径流量(Q_{max})出现的时间。老虎沟流域径流具有显著的日变化过程,流量曲线呈现“谷-峰”的日变化特征。在消融期初,5月径流量达到最大值(Q_{max})的时间迟于气温达到最大值(T_{max})的时间,尤其在6月,Q_{max}出现时间(17:00)远迟于T_{max}(14:00)且差距最大,时滞为3 h,主要原因是6月降水量较大且降雪量比重大,产生的融雪径流易受到积雪的拦截,另外,消融期初冰川表面的水系不发达,所以融雪径流到达末端的时间被延长,Q_{max}与



注:T_{max}为最高气温;Q_{max}为最低气温。

图7 消融季各月径流量与气温日变化

Fig. 7 Monthly runoff and temperature diurnal variation in the ablation seasons

T_{max}之间的时间间距最大。

在强消融期，降雪量减少，降水多以液态的形式发生，雪的阻碍作用降至最低。随着气温的升高，冰川融水的增加，使得冰川表面水系逐渐发展。故虽然T_{max}出现时间(15:00)相比消融期初有所推迟，但Q_{max}出现时间有所提前，T_{max}与Q_{max}出现时间较消融期初接近，两者基本一致。此时，径流量与气温的变化曲线相似，这与Li等[25]的研究结论相似，即在强消融期两者出现的时间较为一致。到达消融期末，即9月温度逐渐降低，降水多以雪的形式发生，冰川径流逐渐减少，加上雪的拦截作用，虽然T_{max}出现时间(14:00)相比强消融期有所提前，但Q_{max}出现时间(15:00)与强消融期基本相同，T_{max}与Q_{max}出现的时间间距较强消融期有所增加，介于消融期初和强消融期之间。

4 讨 论

冰川末端观测的径流包括冰川消融区、积累区和裸露山坡产生的所有径流。当裸露山坡面积在冰川区所占比例较小时，冰川区径流与冰川融水径流相当[28]。本研究断面设定在距末端约1 km处，断面观测到的流量包含裸露山区的产流，但由于面积较小，所以观测的径流主要为冰川融水径流。在消融季，冰川融水径流的变化主要受气象要素影响。径流量与气温为正相关，且相关性最高(0.86)；与水汽压正相关，相关性为0.81；与相对湿度正相关性较弱，仅为0.46；与降水量的正相关性最弱，仅为0.27(图3)。故冰川融水径流受气温变化更显著，而降水量影响相对较小，这与刘爽爽等[29]在天山乌鲁木齐河源1号冰川的研究结论一致。20世纪50年代末消融季平均径流量为1.65 $m^3 \cdot s^{-1}$，而21世纪消融季平均径流量为2.10 $m^3 \cdot s^{-1}$，主要受气温升高影响，对应气温20世纪50年代末消融季平均气温为1.35 ℃，而21世纪消融季平均气温为2.10 ℃，消融季气温上升0.75 ℃。

消融季强消融期(7—8月)产流分别占整个消融季的37.3%、35.1%，主要是因强消融期气温为5.8 ℃，水汽压平均为0.55 kPa，相对湿度为64.4%，降水量占消融季的50.8%，较高的气温使得冰川产生大量融水，此外，水汽压与相对湿度较大，降水量较大也使产流有所增加。6月产流占消融季的16.1%，径流主要是融雪径流，6月平均气温为3.6 ℃，降水量占消融季的27.7%，根据陈仁升等[30]的西北高寒山区雨雪分离温度为3.5~5.5 ℃，6月降雪量占降水总量的范围为64.4%~82.9%。所以虽然6月降水量较大，加上主要以降雪的形式发生(图8)，但气温也较强消融期低，故产流较7、8月次之。在消融期初、末(5、9月)，产流分别占消融季的5.3%、6.2%，主要是因5、9月气温较低，平均气温分别为−0.18 ℃、0.33 ℃。虽然5月的降水量(39.3 mm)大于9月(36.3 mm)(主要以降雪形式发生)，但5月的气温低于9月，所以产流略低于9月。整体来看5月与9月由于较少的降水量及较低的气温，导致产

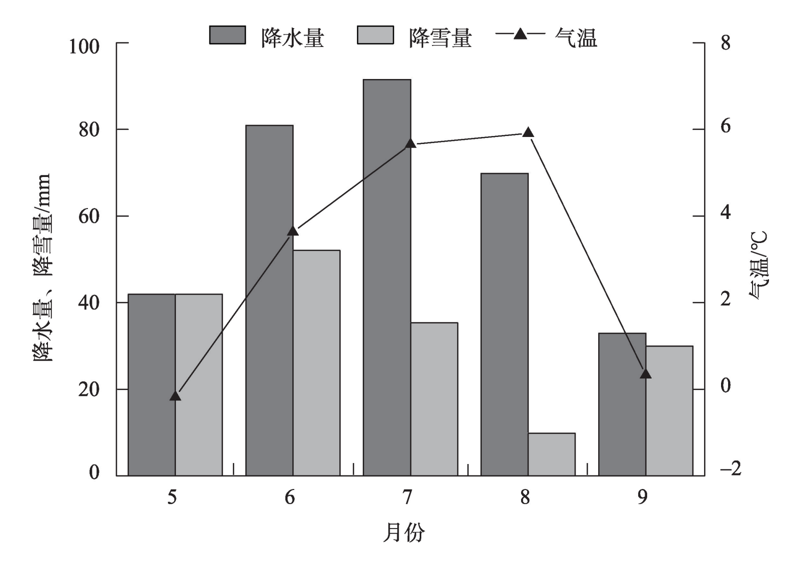


图8 消融季降水量、降雪量与气温的分布

Fig. 8 Distribution of precipitation/snowfall and temperature in the ablation seasons

流低。对于径流的时滞效应,5、6月径流量达到最大值的时间远迟于气温达到最大值的时间,尤其在6月,主要因消融期初降雪量较大,5月均为降雪,6月降雪量为64.4%(雨雪分离温度为3.5 ℃)(图8),5月由于气温较低,融雪径流较少,到了6月随着气温的升高,积雪开始融化,但融雪径流容易受到积雪的拦截,再加上冰川表面水系不发达,所以融雪径流到达末端的时间会被延长,与气温达到最大值的时间间距最大。相反,在7、8月降雪量减少,降雨量增加,气温增高,冰川表面水系发达,所以径流到达末端时间会缩短,与气温达到最大值时间间距最小,尤其在8月最明显。所以,冰川区径流除了受气温、水汽压、相对湿度、降水量等因素的影响,还会受积雪的影响,对冰川径流的研究应综合考虑上述因素的影响。

5 结 论

(1) 老虎沟流域气温在7月之前呈增加趋势,之后为减小趋势,降水量在6月之前为增加趋势,之后减少,近年来气温呈上升趋势,降水量亦有所增加。对于径流量,其自相关系数在0.82~0.93之间变化,有较强的自相关系数,与气温相关性最高(0.86),与水汽压相关性为0.81,与相对湿度为0.46,与降水量相关性最弱仅为0.27,可见径流量受气温影响最大。由各年径流量与气温、水汽压及降水量建立的多元指数非线性回归方程可以较好地模拟各年的径流量,多年平均纳什效率系数为0.70,平均相对误差为-1.9%。

(2) 21世纪平均径流量为2.10 $m^3 \cdot s^{-1}$,较20世纪50年代末的1.65 $m^3 \cdot s^{-1}$有所增加,主要因消融季气温增加0.75 ℃所致。强消融期径流量年际变化较大,消融期初和末年际变化较小。在消融季,径流量从5月开始增加,在7月达到最大值,之后开始减小,5—9月月产流分别占整个消融季的5.3%、16.1%、37.3%、35.1%、6.2%。对于消融季各月径流的日变化,消融期初和末,径流的日变化比较小,径流量到达最小值与最大值的时间间距较大,但在强消融期,径流的日变化较大,径流量达到最大值与最小值的时间间距较小,主要受气温、降水/雪量、水汽压、相对湿度、冰川表面水系等因素的影响。

(3) 径流的时滞效应,老虎沟流域消融季各月径流量呈现"谷-峰"的日变化特征,消融期初气温达到最大值与径流量达到最大值的时间间距较大,尤其在6月两者差3 h(气温达到最大值时间为14:00,径流量达到最大值时间为17:00),主要受降雪量、气温、冰川表层水系等的影响。在强消融期两者的时间间距最小,径流量与气温的日变化曲线相似,主要因气温升高,降水量增加,冰川表面水系发达。消融期末两者关系介于消融期初与强消融期之间,主要因降雪比重增加。

参考文献(References)

[1] Huss M, Hock R. Global-scale hydrological response to future glacier mass loss[J]. Nature Climate Change, 2018, 8(2): 135-140.

[2] Oerlemans J, Anderson B, Hubbard A, et al. Modelling the response of glaciers to climate warming[J]. Climate Dynamics, 1998, 14(4): 267-274.

[3] 刘潮海, 康尔泗, 刘时银, 等. 西北干旱区冰川变化及其径流效应研究[J]. 中国科学(D辑: 地球科学), 1999, 29(增刊1): 55-62. [Liu Chaohai, Kang Ersi, Liu Shiyin, et al. Study on the glacier variation and its runoff responses in the arid region of northwest China[J]. Science in China Series D, 1999, 29(Suppl. 1): 55-62.]

[4] 张九天, 何霄嘉, 上官冬辉, 等. 冰川加剧消融对我国西北干旱区的影响及其适应对策[J]. 冰川冻土, 2012, 34(4): 848-854. [Zhang Jiutian, He Xiaojia, Shangguan Donghui, et al. Impact of intensive glacier ablation on arid regions of northwest China and its countermeasure[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2012, 34(4): 848-854.]

[5] 刘时银, 沈永平, 孙文新, 等. 祁连山西段小冰期以来的冰川变化研究[J]. 冰川冻土, 2002, 24(3): 227-233. [Liu Shiyin, Shen Yongping, Sun Wenxin, et al. Glacier variation since the maximum of the little ice age in the western Qilian Mountains, northwest China[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2002, 24(3): 227-233.]

[6] Liu Y S, Qin X, Chen J Z, et al. Variations of Laohugou Glacier No.12 in the western Qilian Mountains, China, from 1957 to 2015 [J]. Journal of Mountain Science, 2018, 15(1): 25-32.

[7] 任才, 龙爱华, 於嘉闻, 等. 气候与下垫面变化对叶尔羌河源流径流的影响[J]. 干旱区地理, 2021, 44(5): 1373-1383. [Ren Cai, Long Aihua, Yu Jiawen, et al. Effects of climate and underlying surface changes on runoff of Yarkant River Source[J]. Arid Land Geography, 2021, 44(5): 1373-1383.]

[8] Zhang S Q, Gao X, Zhang X W. Glacial runoff likely reached peak in the mountainous areas of the Shiyang River Basin, China[J]. Journal of Mountain Science, 2015, 12(2): 382-395.

[9] Zhang Z H, Deng S, Zhao Q D, et al. Projected glacier meltwater and river run-off changes in the upper reach of the Shule River Basin, north-eastern edge of the Tibetan Plateau[J]. Hydrological Pro-

cesses, 2019, 33(7): 1059−1074.

[10] Zhao Q D, Ding Y J, Wang J, et al. Projecting climate change impacts on hydrological processes on the Tibetan Plateau with model calibration against the glacier inventory data and observed streamflow[J]. Journal of Hydrology, 2019, 573: 60−81.

[11] Kang E. Relationship between runoff and meteorological factors and its simulation in a Tianshan glacierized basin[J]. International Association of Hydrological Sciences Publication, 1991, 205: 189−202.

[12] Hock R, Holmgren B. A distributed surface energy-balance model for complex topography and its application to Storglaciären, Sweden[J]. Journal of Glaciology, 2005, 51(172): 25−36.

[13] Reijmer C H, Hock R. Internal accumulation on Storglaciären, Sweden, in a multi-layer snow model coupled to a distributed energy- and mass-balance model[J]. Journal of Glaciology, 2008, 54(184): 61−72.

[14] Pellicciotti F, Buergi C, Immerzeel W W, et al. Challenges and uncertainties in hydrological modeling of remote Hindu Kush-Karakoram-Himalayan (HKH) basins: Suggestions for calibration strategies[J]. Mountain Research and Development, 2012, 32(1): 39−50.

[15] Singh P, Kumar A, Kumar N. Hydro-meteorological correlations and relationships for estimating streamflow for Gangotri Glacier basin in western Himalayas[J]. International Journal of Water Resources and Environmental Engineering, 2010, 3(2): 60−69.

[16] Srivastava D, Kumar A, Verma A, et al. Analysis of climate and melt-runoff in Dunagiri glacier of Garhwal Himalaya (India)[J]. Water Resources Management, 2014, 28(10): 3035−3055.

[17] 张晓鹏, 秦翔, 吴锦奎, 等. 祁连山老虎沟流域强消融期径流对气候变化的响应[J]. 冰川冻土, 2017, 39(1): 148−155. [Zhang Xiaopeng, Qin Xiang, Wu Jinkui, et al. Response of glacier runoff to climate change in the Laohugou Basin, Qilian Mountains[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2017, 39(1): 148−155.]

[18] 张雪艳, 秦翔, 吴锦奎, 等. 祁连山老虎沟流域产汇流特征分析[J]. 冰川冻土, 2017, 39(1): 140−147. [Zhang Xueyan, Qin Xiang, Wu Jinkui, et al. Analysis of the characteristics of runoff yield and confluence in the Laohugou Basin, Qilian Mountains[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2017, 39(1): 140−147.]

[19] Shi Y F, Liu C H. The glacier inventory of China[J]. Annals of Glaciology, 2010, 50: 1−4.

[20] Kang X, Ding L. Relation of mass balance, ELA and climate in Tianshan Mountain and Qilian Mountain[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 1981, 3(1): 53−56.

[21] Chen J Z, Kang S C, Qin X, et al. The mass-balance characteristics and sensitivities to climate variables of Laohugou Glacier No.12, western Qilian Mountains, China[J]. Sciences in Cold and Arid Regions, 2018, 9(6): 543−553.

[22] 叶柏生, 杨大庆, 丁永建, 等. 中国降水观测误差分析及其修正[J]. 地理学报, 2007, 62(1): 3−13. [Ye Baisheng, Yang Daqing, Ding Yongjian, et al. China rainfall observation error analysis and correction[J]. Journal of Geographical Sciences, 2007, 62(1): 3−13.]

[23] Basistha A, Arya D S, Goel N K. Spatial distribution of rainfall in Indian Himalayas: A case study of Uttarakhand Region[J]. Water Resour Manage, 2008, 22: 1325−1346.

[24] Solomon, Rosenlof, Portman, et al. Contributions of stratospheric water vapor to decadal changes in the rate of global warming[J]. Science, 2010, 327(5970): 1219−1223.

[25] Li S H, Yao T D, Yang W, et al. Melt season hydrological characteristics of the Parlung No.4 Glacier, in Gangrigabu Mountains, south-east Tibetan Plateau[J]. Hydrological Processes, 2016, 30(8): 1171−1191.

[26] 秦翔, 崔晓庆, 杜文涛, 等. 祁连山老虎沟冰芯记录的高山区大气降水变化[J]. 地理学报, 2014, 9(5): 681−689. [Qin Xiang, Cui Xiaoqing, Du Wentao, et al. Variations of the alpine precipitation during 1960—2006 recorded in Laohugou ice core in western Qilian Mountains, China[J]. Journal of Geographical Sciences, 2014, 9 (5): 681−689.]

[27] Li Z, Wang W, Zhang M, et al. Observed changes in streamflow at the headwaters of the Urumqi River, eastern Tianshan, Central Asia[J]. Hydrological Processes: An International Journal, 2010, 24(2): 217−224.

[28] 秦大河. 冰冻圈科学概论[M]. 北京: 科学出版社, 2017: 322−323. [Qin Dahe. Introduction to cryospheric science[M]. Beijing: Science Press, 2017: 322−323.]

[29] 刘爽爽, 李忠勤, 张慧, 等. 天山典型冰川区径流年内变化分析[J]. 干旱区研究, 2020, 37(6): 1388−1395. [Liu Shuangshuang, Li Zhongqin, Zhang Hui, et al. Temporal inner-annual runoff variation in the variation in the typical glacier region of the eastern Tianshan Mountains, China[J]. Arid Zone Reaearch, 2020, 37(6): 1388−1395.]

[30] 陈仁升, 康尔泗, 丁永建. 中国高寒区水文学中的一些认识和参数[J]. 水科学进展, 2014, 25(3): 308−317. [Chen Rensheng, Kang Ersi, Ding Yongjian. Some knowledge on and parameters of China’s alpine hydrology[J]. Advance in Water Science, 2014, 25(3): 308−317.]

Characteristics of runoff variation during ablation season in Laohugou watershed of western Qilian Mountains

JIN Zizhen[1,2], QIN Xiang[1], ZHAO Qiudong[3], LI Yanzhao[1,2], LIU Yushuo[1], CHEN Jizu[1], WANG Lihui[1,2], WANG Qiang[1]

(1. Qilian Shan Station of Glaciology and Eco-environment, State Key Laboratory of Cryospheric Science, Northwest Institute of Eco-environment and Resources, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000, Gansu, China; 2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China; 3. Key Laboratory of Ecohydrology of Inland River Basin, Northwest Institute of Eco-environment and Resources, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000, Gansu, China)

Abstract: Based on the runoff data and meteorological data of Laohugou watershed in the western of Qilian Mountains, northwest China, the research analyzed the relationship between runoff and meteorological variables in glacier area, and established a multivariate exponential nonlinear regression to reconstructe the runoff. In addition, the characteristics of interannual, seasonal, diurnal variations of runoff in the glacial region were analyzed. The results showed that: (1) The correlation between runoff and temperature is the highest (0.86), followed by water vapor pressure (0.81), relative humidity (0.46), and precipitation (0.27). Runoff is most affected by temperature. (2) The mean daily runoff is 2.10 $m^3 \cdot s^{-1}$ in this century, which is higher than 1.65 $m^3 \cdot s^{-1}$ in the late 1950s, the main reason is that the temperature increased by 0.75 ℃ in the ablation season. The interannual variation of runoff is large in the strong ablation period, and the interannual variation is small in the beginning (May-June) and end (September) of the ablation period. The proportion of runoff generation from May to September was 5.3%, 16.1%, 37.3%, 35.1% and 6.2%, respectively. (3) Multivariate exponential nonlinear regression equation can better simulate the daily runoff (the mean Nash efficiency coefficient is 0.70). After the supplement of the missing runoff, the diurnal variation of runoff is small in the beginning and end of the ablation period, but the diurnal variation of runoff is large in the strong ablation period. For the time-lag effect of runoff, monthly runoff in Laohugou watershed showed a characteristic of diurnal variation of “valley-peak” during the ablation period. The time interval between the maximum temperature and the maximum runoff was long in the beginning and end of the ablation period, while the time interval was short between the maximum temperature and the maximum runoff during the strong ablation period, and the maximum difference between the maximum temperature and the maximum runoff was 3 hours in June.

Key words: runoff construction; climate change; the variation of runoff; Laohugou watershed